

# DIE NATURWISSENSCHAFTEN

## Der Meeresboden Forschungsstand und Zukunftsaufgaben

Eugen Seibold\*

Geologisch-Paläontologisches Institut der Universität Kiel

Processes from above and below influence the sea bottom and its sedimentary cover. The evolution of the lithosphere is being as passionately discussed today as was the evolution of the biosphere a century ago. The physical, chemical and biological interactions at the sea bottom, or "benthic boundary", call for interdisciplinary research.

### Einleitung

Unsere Erde ist der einzige Planet mit einem Meeresboden. Trotzdem ist dieser eine fremde Welt für den Menschen, denn er kann ihn nur an seinen Rändern begehen und direkt beobachten. Der Naturforscher sieht im Meeresboden von oben her heute vor allem die Grenzfläche zwischen Wasser und Untergrund mit einer Fülle von Wechselwirkungen zwischen der Bewegung des Wassers, den darin gelösten Stoffen, den darin lebenden Organismen und dem Fels, Sand und Schlamm darunter. Er muß also für diese Betrachtung sogleich eine Fülle anderer Disziplinen befragen. Er stellt dabei, je nach Neigung und technischen Möglichkeiten, die Prozesse und dabei das Prinzipielle in den Vordergrund oder die regionalen Aspekte: Wie wirken diese Vorgänge im Flachwasser, wie in der Tiefsee zusammen? Wie in polaren oder in tropischen Gewässern?

Wenn wir derart komplexe Verhältnisse verstehen lernen wollen, so greifen wir gerne zu Modellen — wie beim Atom oder gar wie bei der menschlichen Gesellschaft. Als Modellfall soll im folgenden gelegentlich die Ostsee herangezogen werden. Aber ihm wird derselbe Nachteil wie allen diesen Modellen anhaften: Er vereinfacht stark — und gibt sich dadurch mit der Erklärung von vielleicht zwei Dritteln der Wahrheit zufrieden, was auch etwa der Fläche der Ozeane auf der Erdkugel entspricht.

Der Meeresboden spiegelt aber nicht nur diese exogenen, von außen wirkenden Kräfte wider. Er lebt auch von unten her, durch die endogenen Kräfte. Sie sind um Größenordnungen wichtiger, etwa für die Verteilung von Land und Meer, für die großen Züge der

untermeerischen Landschaft selbst. Sie sind aber meist noch weniger direkt zugänglich.

Der Geologe schließlich kann alle diese Befunde nicht nur im Raum oder gar nur im regionalen Rahmen sehen. Er denkt stets auch an den zeitlichen Bezug. „Meeresboden“ bedeutet ja meist für ihn ganz unreflektiert etwa das Fossil auf dem Solnhofener Schiefer. Ein Jahrhundert zusätzlicher fachlicher Erfahrung mit derartigen fossilen Meeresböden vermag deshalb manche Kenntnislücken der allenfalls 100 Jahre alten Erforschung der heutigen Meeresböden zu füllen. Wenig ergiebig ist deshalb das Stichwort „Meeresboden“ etwa in Alexander von Humboldts „Kosmos“. Das völlig Fremde und Unbekannte aber spricht aus den Zeilen Friedrich Schillers, in denen „das Auge mit Schaudern hinuntersah, wie's von Salamandern und Molchen und Drachen sich regt in dem furchtbaren Höllenrachen“. Doch auch heute noch kommt selbst der erfahrene Taucher in Erregung, wenn der Boden beim Abstieg auf ihn zukommt und er ihn schließlich berührt. Er weiß freilich, daß Salamander und Molche nur in Gedichten im Meer leben.

Was wissen wir darüber hinaus aber vom heutigen Meeresboden und welche Aufgaben sind vordringlich zu lösen?

### Morphologie

Die Tiefenkarten der Ozeane vom Beginn unseres Jahrhunderts erinnern an die Kenntnis der Festländer vor 400 Jahren, als weithin nur deren Küsten bekannt waren. Heute kennen wir den Meeresboden wie das Innere der meisten Kontinente um 1780, nämlich vielfach gar nicht oder nur durch linienhafte Aufnahmen. Allgemein verfügbare Daten für die Herstellung bathymetrischer Karten mit einem besseren Maßstab als 1:1

\* Nach einem Vortrag, gehalten aus Anlaß der 108. Versammlung der Gesellschaft Deutscher Naturforscher und Ärzte am 27. September 1974 in Berlin.

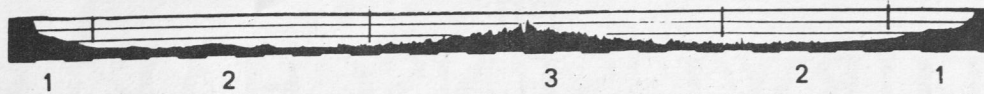


Fig. 1. Querprofil durch den Atlantischen Ozean zwischen New York und Mauretanien. An die Kontinentalränder (1) schließen sich Tiefseebecken (2) und der mittellatlantische Rücken (3). Man beachte die 40fache Überhöhung. Tiefen in 1000 Faden (1830 m). Nach [2]

Million dürften von allenfalls 10% seiner riesigen Fläche vorliegen. Noch 1970 fehlte beispielsweise für das Feld um 40–50° S, 80–90° E, also für eine Fläche von knapp der vierfachen der Bundesrepublik, fast jede publizierte Tiefenangabe. Trotz modernster Hilfsmittel ist die Genauigkeit der Karten noch vielfach unbefriedigend. Die *Tiefe* wird erst seit den 20er Jahren kontinuierlich über die Schallgeschwindigkeit gemessen, vor allem seit der 1. Meteor-Expedition in den Atlantik. Die Schallgeschwindigkeit aber hängt von den Wassereigenschaften ab, so daß die Bestimmung der größten Meerestiefen um 10000 m immer noch mit Fehlern von  $\pm 100$  m behaftet ist. Die Entwicklung des scharf gebündelten und stabilisierten Echolots, das seit 1964 auf der „Meteor“ eingesetzt wird, hat weitere große Fortschritte gebracht. Damit kann man auch steilstes Relief aller Größenordnungen scharf erfassen.

Zu der astronomischen *Positionsbestimmung* mit Genauigkeiten bis  $\pm 2$  km trat in den letzten Jahrzehnten die Navigation durch Funk mit Hilfe von festen Stationen (DECCA-Verfahren in Küstennähe, LORAN-Verfahren im offenen Atlantik und Pazifik) oder von Satelliten. Trägheitsnavigation und Radarverfahren kamen hinzu. Trotzdem liegen die Fehler in Landferne bestenfalls bei  $\pm 100$  m, nachts oder bei atmosphärischen Störungen oft viel ungünstiger. Dies sind noch offene Probleme, etwa für das Wiederauffinden und den Abbau besonders günstiger und aus prinzipiellen Gründen leider landfernster Manganknollenfelder auf den Tiefseeböden. Die derzeit wohl genaueste veröffentlichte Aufnahme eines Tiefseearcals hat die „Valdivia“ im Atlantis-II-Tief des Roten Meeres durchgeführt, mit Profilabständen bis 100 m. Aber es ist nur eine Fläche von  $12 \times 22$  km [1].

Große Überraschungen hinsichtlich der Entdeckung morphologischer Einheiten erster Ordnung werden wir kaum mehr erwarten können. Und doch liegt die Aufklärung des etwa 5000 km langen und bis rund 1800 m unter die Wasseroberfläche aufragenden Rückens im Indik auf 90° E erst ein Jahrzehnt zurück.

Der Kontinentalrand (Fig. 1) beginnt mit dem Schelf bis um 200 m Wassertiefe, dem derzeit wirtschaftlich bei weitem wichtigsten Teil des Meeres. Er entspricht etwa der Fläche Afrikas. Mit meist scharfem Knick schließt sich der Kontinentalhang an. Darunter folgen entweder die Fußregionen oder die Tiefseegesenke. Der Kontinentalrand ist da und dort durch untermeerische Schluchten zerschnitten, die aus wenig verstandenen Gründen isoliert oder in Gruppen auftreten. Aus den Tiefseebecken ragen isolierte Berge und die weiten ozeanischen Rücken auf. Die unter ihrem Kamm seismisch und vulkanisch aktiven Rücken neh-

men die Mitte des Atlantik und Indik, den Süd-Ostteil des Pazifik und insgesamt ein Drittel der Fläche des Weltmeeres ein. Inaktive Schwellen treten hinzu. Die Landschaften *unter* dem Meer sind also in ihren Formen so mannigfaltig wie die uns besser vertrauten darüber. Sie sind aber in vielen Zügen großartiger. Vulkanbauten mit den Maßen des Hawaii-Gebiets, Böschungen mit der Ausdehnung der Kontinentalhänge, völlig ausdruckslose Flächen mit dem Umfang der Tiefsee-Ebenen gibt es an Land nicht.

Der ozeanische Untergrund ist indessen auch nach Material und Bau verschieden (Fig. 2). Er beginnt etwa an der Grenze Kontinentalhang/-fuß. Die ozeanische Erdkruste ist dünner, besteht aus insgesamt dichteren Gesteinen, ist also dem Erdmantel näher und verwandter. Eine Konsequenz auf lange Sicht ist daher beispielsweise, im Ozean auf geeignete Stellen für die Ausnützung der Erdwärme oder für die Gewinnung von Metallen wie Nickel zu achten. Die entsprechende kontinentale Aufgabe wäre die Suche nach dem granitverwandten Uran oder Zinn.

Diese Unterschiede gehen auf die verschiedene Entstehung und Geschichte beider Bereiche zurück. Seit 1968 stehen vor allem zwei Erklärungsversuche im Vordergrund. Die Ozeanböden gehören danach zu den jüngsten Bildungen der Erdoberfläche. Nach den bisherigen Tiefseebohrungen konnten noch keine Ozeanböden entdeckt werden, die älter als 200 Millionen Jahre sind. Sie entstanden und entstehen noch heute unter den mittelozeanischen Rücken. Dort quillt Material aus dem Erdmantel auf, kühlt ab, verfestigt sich und läßt die Ozeanböden nach den Seiten wachsen. Dieses *Auseinanderdriften der Ozeanböden* (sea floor spreading\*) soll den äußersten Teil der Erdhaut, die um 100 km dicke, relativ starre „Lithosphäre“ (Fig. 2), also ozeanische und kontinentale Kruste gemeinsam, als sogenannte *Platten* transportieren. Sie lagern dem halbsteifen Substrat der „Asthenosphäre“ auf. Es werden bei dieser Drift Geschwindigkeiten bis zu einigen cm/Jahr angegeben.

Die Grenzen dieser mobilen Platten verraten sich durch Erdbeben und aktive Vulkane (Fig. 3). An divergenten Plattenrändern steigt der Meeresboden hoch. Die mittelozeanischen Rücken sind der morphologische Ausdruck dafür. Durch Altern und damit Abkühlung werden die Tiefseeböden schwerer und sinken mit wachsender Entfernung vom Mittelrücken in den Mantel ein. An konvergenten Rändern, die oft durch Tiefseegesenke am Rand der Kontinente oder inmitten der Ozeane morphologisch markiert werden, sinkt der Meeresboden verstärkt ein. Zudem wird er dort mit seinem Substrat und der auflagernden Sedimenthaut

\* Siehe diese Zeitschrift 56, 341 (1969).



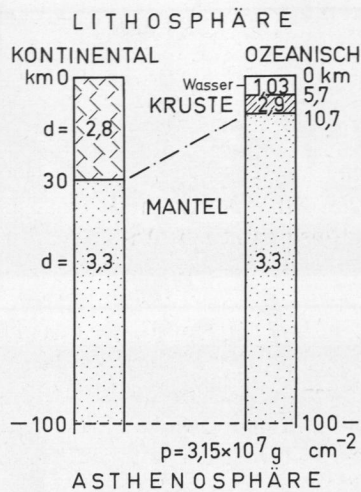


Fig. 2. Säulenprofile der Lithosphäre mit kontinentalem und ozeanischem Beispiel. Nach verschiedenen Quellen

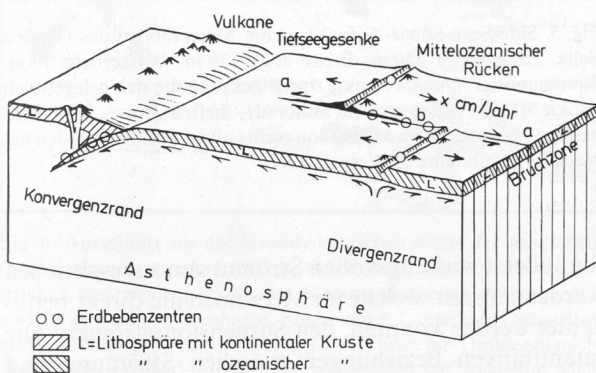


Fig. 3. Hypothesen der Plattentektonik und des Auseinanderdriftens der Ozeanböden. Das Schema zeigt das Aufsteigen und seitliche Abwandern von Mantelmaterial unter einem mittelozeanischen Rücken (rechts). Er wird hochgehoben und weicht auseinander, markiert einen divergenten Plattenrand. Dort entsteht neue ozeanische Kruste, kommen aktive Vulkane vor und häufen sich Erdbebenherde. Bruchzonen können den Rücken versetzen. Das Tiefsee-Gesenke (links) verrät einen konvergenten Plattenrand, der gleichfalls vulkanisch und seismisch aktiv ist. Dort wird ozeanische Kruste in der Asthenosphäre „verbraucht“ und es entsteht teilweise kontinentale Kruste. Nach [3]

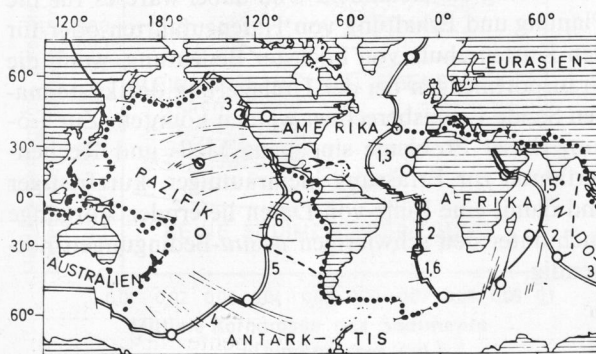


Fig. 4. Plattentektonik. Erdkarte. Die Ränder der dargestellten 6 Platten der Lithosphäre können divergieren (Doppellinie, jährlicher Bewegungsbetrag in cm), konvergieren (Punkte, Kompressionsrichtung in Pfeilen) oder Scherbewegungen ausführen. Einige vermutete Aufquellkörper sind als Kreise eingetragen. Nach [6]

unter die Nachbarplatten geschoben. Seitliches Wachsen an den divergenten Rändern und Verbrauch unter den konvergenten sollen sich die Waage halten. Sonst müßte sich ja die Erde ausdehnen.

Diese bestehend einfachen Vorstellungen haben in Teilen Vorläufer wie in den Hypothesen der Drift der Kontinente bei Wegener [4] oder der Unterströmung bei Ampferer [5]. Sie werden in unseren Tagen laufend weiterentwickelt. Das Aufquellen soll beispielsweise von sog. „Heißen Flecken“ ausgehen, die Aufquellkörper mit Durchmessern um 100–200 km darstellen sollen und über denen die Auflage in meist dreistrahligen Reiß-Sternen birst. Der Grabenstern des Afar-Gebiets am Südausgang des Roten Meers ist eines der aktuellsten Beispiele (Fig. 4).

Diese Vorstellungen werden aber auch noch stark angezweifelt, trotz vieler überraschend konformer Ergebnisse des Tiefseebohrschiffs „Glomar Challenger“. Die Drifthypothese der Ozeanböden wird etwa von Belousov [7] völlig abgelehnt: „Sie hat in die Erdwissenschaften eine grobe und unsaubere Schematisierung gebracht, zugunsten einer totalen Ignoranz der wirklichen Eigenschaften des Milieus“.

In der Tat sind beispielsweise die Funde alter Gesteine in Nähe des Kamms mancher mittelozeanischer Rücken schwer zu erklären. Dort sollte ja das allerjüngste Material anstehen. Unsicher ist noch, ob nicht unter den bisher erreichten größten Bohrtiefen und dem dort meist angetroffenen Basalt doch noch ältere Sedimente liegen. Völlig offen ist, warum die Drift anscheinend so dramatisch in der Permzeit begonnen hat und was davor geschah. Ganz spekulativ sind alle Erklärungen, was hinter, besser, was unter diesen Bewegungen steckt.

Die Wissenschaften von der festen Erde werden damit gegenwärtig in fast allen ihren Zweigen herausgefordert, zur Evolution der Lithosphäre in ähnlicher Weise Stellung zu nehmen wie vor einem Jahrhundert die Wissenschaften vom Leben zur Evolution der Biosphäre. Ein mühsamer, für alle Bereiche der Meeresgeologie bis zur Anwendung hin aber unumgänglicher Weg liegt deshalb vor uns. Notwendig ist die Erstellung geologischer Karten der Meere wenigstens für charakteristische Gebiete. Geologische Karten also, wie wir sie vom Festland kennen, d.h. unter Abdeckung der oft dünnen quartären Sedimente und mit Profilen, die den Bau, den Charakter und das Alter der darunter liegenden Schichten zeigen. Die Lithosphäre ist indessen im Maßstab eines mannshohen Globus nur so dick wie ein Kreidestrich. Das Geschehen darunter aber ist für das Verhalten dieser obersten dünnen, jungen und deshalb empfindlichen Haut verantwortlich. Wir haben z.B. selbst für die Wärmeverhältnisse in diesem Substrat erst Vermutungen. Wir wissen auch heute noch nicht, was die Welt im Innersten zusammenhält.

### Sedimente

Das exogene Geschehen ist direkt an der Bedeckung des Meeresbodens mit Sedimenten oder an deren Feh-

len abzulesen. Wenn etwa Fels ansteht, ist die Wasserbewegung zumindest zeitweilig so kräftig, daß sich kein Sediment halten kann. Felsboden kann aber auch noch zu jung für eine Sedimentbedeckung sein, etwa auf Vulkanbauten oder wenn er erst vor kurzem vom abhobelnden Eis befreit worden ist.

Alle diese lockeren Sedimente bestehen aus einzelnen *Körnern*. Die terrigenen werden vom Festland zugeführt, etwa Kalkgerölle, Quarzsande, Tonminerale. Daß der Tiefseeton im wesentlichen von den Kontinenten stammt, hat indessen erst Correns [8] mit Material der ersten Meteor-Expedition überzeugend nachgewiesen. Heute können wir aus den terrigenen Partikeln vielfach Rückschlüsse auf das Klima an Land ziehen. Die biogenen Körner stammen von Organismen, die in der Wassersäule, auf dem Boden oder in ihm gelebt haben, lassen also Aussagen über dieses Milieu zu. Die hydrogenen entstehen aus dem Wasser, wie Manganknollen oder auch Steinsalz, oder im Porenwasser, wie einige Tonminerale oder Dolomitkristalle. Diese letzteren Vorgänge sind heute erst sehr lückenhaft bekannt. Vulkanische Aschen treten dazu, untergeordnet auch kosmische Partikel. Die Körner über 60 µm, der Sandanteil, kann mit dem Lichtmikroskop seit langem untersucht werden, der Tonanteil (unter 2 µm) mit Röntgenmethoden. Im Größenbereich dazwischen liegen die Körner des Silts, die erst seit 10 Jahren durch das Rasterelektronenmikroskop wenigstens morphologisch besser zugänglich geworden sind. Hier liegt deshalb noch ein weites offenes Feld der Sedimentforschung. Die *Korngrößenverteilung* ist im allgemeinen ein direkter Ausdruck für die Wasserbewegung. Die Sedimente werden daher generell zur Tiefe hin feinkörniger, weil das Feinere im Flachwasser durch bodenberührende Wellen ausgespült wird. Aber auch der Transport durch Strömungen sortiert, läßt das Größere langsamer wandern als das Feinere. Auf Komplikationen durch den postglazialen Meeresspiegelanstieg soll hier nicht eingegangen werden.

#### Physikalische Wechselwirkung

Wenigstens ein Beispiel für die Wechselwirkung Wasser/Meeresboden sei angeführt. Es stammt aus der Arbeit des Sonderforschungsbereichs 95 in Kiel, der diese Beziehungen zum Rahmenthema gewählt hat. In den Rinnen der westlichen Ostsee wurden in den letzten Jahren viele Transportformen auf dem Boden entdeckt: Riesenrippeln, Sandstreifen, Kometenmarken (Fig. 5). Die Verwendung des in den USA entwickelten Flächenechographen (Side Scan Sonar) hat dabei sprunghafte Fortschritte gebracht. Die Verteilung der Marken zeigt, daß die Bodenströmung sehr von der Morphologie abhängt (Fig. 6). Sie illustriert auch qualitativ die Zirkulation des Wassers in der Ostsee, einem Nebenmeer im humiden Klimabereich, generell mit Ausstrom des Wassers an der Oberfläche und Einstrom am Boden (vgl. [9]). Es gibt in den Tiefsee-Ebenen vor den Kontinenten aber auch Ablagerungen,

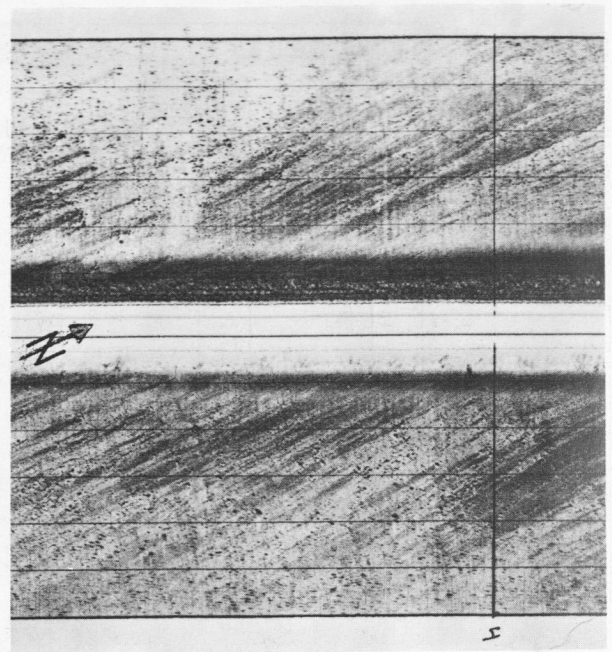


Fig. 5. Side-Scan-Sonar-Aufnahme vom Meeresboden des Großen Belts. Länge etwa 350 m, Breite etwa 170 m. Wassertiefe 16 m. Streifenmuster. Dunkle Punkte sind Blöcke, an die sich gelegentlich dunkle Streifen — aus grobem Material — heften. Diese „Kometenmarken“ zeigen hier Strömung von rechts oben, d.h. aus Norden an. Nach [3], Aufnahme F. Werner, Kiel

die äußerst wirkungsvollen Strömungen zugeschrieben werden müssen, welche im Meer noch nie direkt beobachtet werden konnten, den Suspensionsströmen. Die quantitativen Beziehungen zwischen Strömung und Meeresboden verstehen wir sehr unvollkommen, im wesentlichen bisher nur aus empirischen Ansätzen. Einen Versuch hierzu zeigt Fig. 7.

Noch verwickelter sind die Verhältnisse in der flachen Nordsee, wo Gezeitenströme und vor allem Wellen in das Geschehen eingreifen. Trotz vieler Vorarbeiten in Strandnähe, auf See und in Laboratorien ist selbst manches Prinzipielle noch nicht faßbar, etwa die Turbulenz hart am Boden, die Erosion in Schlämmen. Das Zusammenspiel Strömung/Bodenform sowie Welle (oder gar Brandung)/Sediment ist quantitativ noch völlig unverstanden. Und dabei wäre es für die Planung und Erhaltung von Hafenzufahrten oder für den Küstenschutz von höchster Bedeutung, wenn die Transportmengen bei der Umlagerung der küstennahen Sande vorausberechnet werden könnten. Zur Lösung dieser Probleme sind neue Meß- und Rechenverfahren zur Erfassung kleinräumiger, kurzfristiger und damit eine Fülle von Daten liefernder Vorgänge auch unter den schwierigen *in-situ*-Bedingungen notwendig.

#### Chemische Wechselwirkung

Ähnliche Kenntnislücken bestehen für das chemische Wechselspiel von Stoffen in Meerwasser, Porenwasser und Sediment. Die feineren Sedimente der Ostsee ent-



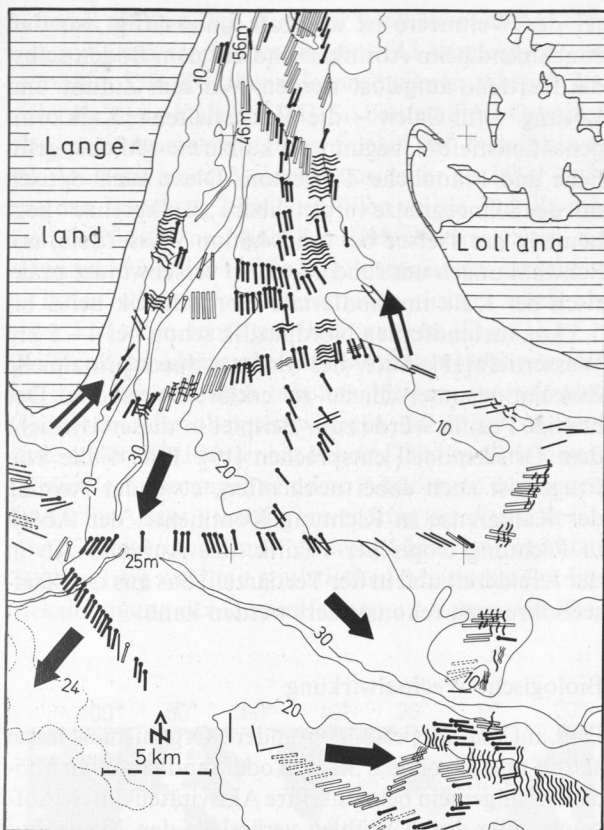


Fig. 6. Ausschnitt aus der faziesdynamischen Karte der westlichen Ostsee, Kometenmarken (Striche mit Punkt), Sandstreifen (Hohlstriche) und große Rippeln mit Kamm-Abständen zwischen 1,5 und 100 m (dicke Wellenlinien, Steilseiten z.T. markiert) weisen in größeren Wassertiefen auf Einstrom nach Süden mit Umbiegen nach Osten (unten rechts), in kleineren gelegentlich auf Ausstrom nach Norden hin. Wassertiefen in Metern. Entwurf R.S. Newton (1974) nach Beobachtungen von R.S. Newton, F. Werner und K. Winn

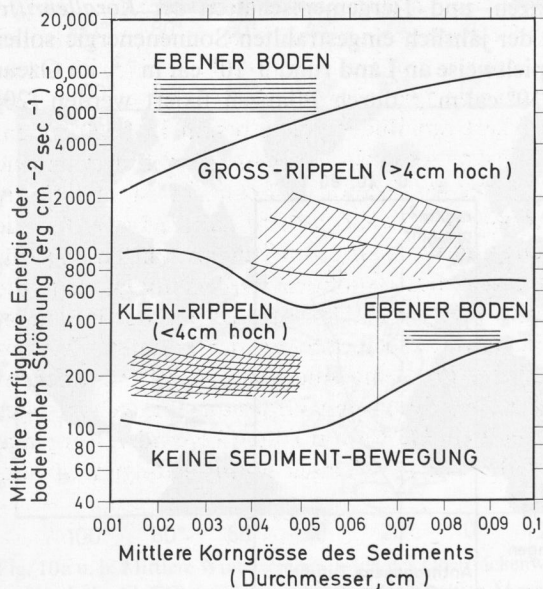


Fig. 7. Einige Formen und Intergefüge sandiger Meeresböden in Abhängigkeit von bodennaher Strömung und Korngröße. Man beachte die *sprunghaften* Übergänge zwischen den verschiedenartigen Oberflächenformen und deren Beziehungen zu den mittleren Korngrößen. Schema nach [10]

halten einige Prozent organisch gebundenen Kohlenstoff. Ihr mikrobiologischer Abbau verbraucht Sauerstoff, so daß unter einer dünnen Oberflächenhaut reduzierende Bedingungen herrschen. Dadurch kann viel Mangan in Lösung gehen, im oxydierenden Milieu des normalen Meerwassers dagegen extrem wenig [11, 12].  $Mn^{2+}$  diffundiert durch das Konzentrationsgefälle nach oben und wird an der Grenze zum sauerstoffreichen Meerwasser wieder als  $Mn^{4+}$  ausgefällt. Berührt diese Zone den Ostseeboden, so können dort bei geringer sonstiger Sedimentzufuhr *Manganknollen* und *-krusten* entstehen. Auch am Kontinentalrand reichert sich durch derartige Vorgänge Mangan im Oberflächensediment an. In den landfernen Tiefsee-Sedimenten ist der Gehalt an organischer Substanz um eine Größenordnung niedriger. Ein klares Konzentrationsgefälle für Mangan konnte bei den „Valdivia“-Fahrten in den Pazifik seit 1972 bisher noch nicht nachgewiesen werden. So scheinen diese Diffusionsvorgänge dort allenfalls in extrem langen Zeiträumen wirksam werden zu können. Die dort entstehenden Manganknollen sind daher nicht so einfach zu erklären. Optimale Exploration auf diese Manganknollen kann aber erst beginnen, wenn ihre Entstehung und die Bedingungen für die Anreicherung von Wertmetallen in ihnen verstanden und damit die höffigen Gebiete hinsichtlich Morphologie, Wassereigenschaften, Untergrund etc. eingeengt werden können [13].

Umgekehrt diffundieren in der westlichen Ostsee nach Studien mit  $^{32}S$  und  $^{34}S$  Sulfationen aus dem Meerwasser in den Porenraum von Sedimenten mit organischer Substanz hinab [14]. Im Porenwasser der obersten 5 cm setzen sulfatreduzierende Bakterien die Konzentration von  $SO_4^{2-}$  drastisch herab, so daß ein umgekehrtes Gefälle entsteht. Der freiwerdende  $S^{2-}$  fällt Metallsulfide aus.

Das Ostsee-Zirkulationsmodell begünstigt die Erhaltung der organischen Substanz. Deshalb wird die Datierung der Sedimente mit der  $^{14}C$ -Methode erleichtert. Ein auch methodisch interessantes Beispiel aus Kernen der Kieler Bucht soll angeführt werden ([15], Fig. 8, 9). Aus Kernlängen und Alter ergab sich ein durchschnittlicher Sedimentzuwachs von 1,4 mm/Jahr. Die Regressionslinie vom tieferen Sediment her schneidet den heutigen Meeresboden nicht bei Null, sondern bei rund -800 Jahren, weil fossile, inaktive organische Substanz überall zugemischt ist. Auffällig aber ist der Knick bei -19 cm. Das Sediment wird dort nach oben zunehmend „älter“, was allen geheiligten Regeln der Geologie seit Steno (1669) widerspricht. Zudem steigt der Gehalt einer charakteristischen Gruppe von Spurenelementen wie Blei, Zink, Kupfer und vor allem Cadmium drastisch an. Vergleicht man damit den Anstieg der Produktion und damit des Verbrauchs an Kohle seit Beginn der Industrialisierung in Europa, so lösen sich die Widersprüche: Die Zufuhr von inaktiver Kohle mit ihren charakteristischen Spurenelementen, vor allem als Staub, erhöht das  $^{14}C$ -Alter der Ostsee-Sedimente und den Spurenelementgehalt. Der Mensch führt sich daher mit

diesem Beispiel als geologischer Faktor ein, die Meeresgeologie umgekehrt als eine der Methoden, die Umweltprobleme ansprechen hilft.

Im westlichen Nordatlantik wurden bei den Tiefseebohrungen Schwarzschiefer aus der Unterkreide mit bis 500 m Mächtigkeit und Gehalten an organisch gebundenem Kohlenstoff bis 14,8% angetroffen [16], ein bis dahin in der offenen Tiefsee unbekannter Sedimenttyp, dazu ein potentiell Erdölmuttergestein. Der Verdacht liegt nahe, daß damals der Nordatlantik ein Ostseemodell war.

Neben die Fällung tritt am und im Meeresboden die Lösung. Die Hälfte der Ozeanböden wird durch — biogene — Kalkschlämme bedeckt, die von absinkenden Planktonschalen beliefert werden. Trotzdem sollen nach geochemischen Bilanzen über 90% der Plankton-Kalk-Produktion durch Lösung verlorengehen [17]. Wo und wodurch, ist noch ein offenes Problem. Eine der Möglichkeiten sei erwähnt: Das tiefere Was-

ser der Weltmeere ist an Kalk übersättigt, so daß zunehmend beim Absinken und auf dem Boden selbst die Hartteile aufgelöst werden. Wo sich Zufuhr und Lösung — für Calcit — die Waage halten („Kalkkompensationstiefe“), beginnt der kalkarme rötliche, gelbliche und bräunliche Tiefseeton. Diese auch optisch mit der Schneegrenze vergleichbare „Kalkgrenze“ liegt heute in der Tiefsee bei rund 4,6 km Wassertiefe, mit Schwankungen um rund 2 km. So verschwindet praktisch der Kalk im landfernen Nordatlantik bei 5 bis 5,5 km, im landfernen Nordpazifik schon bei 4–5 km Wassertiefe [18]. Auch dies wird u.a. durch prinzipielle Zirkulationsunterschiede zu erklären versucht. Der heutige Pazifik würde zum Beispiel in dieser Hinsicht dem Ostseemodell entsprechen [19]. Eine Fülle von Fragen ist auch dabei noch offen, etwa der Anstieg der Kalkgrenze in Richtung Kontinente, der Abfall in Richtung tropischer Pazifik, das Auf und Ab in der Kreidezeit und in der Tertiärzeit, das aus den Tiefseebohrungen rekonstruiert werden kann.

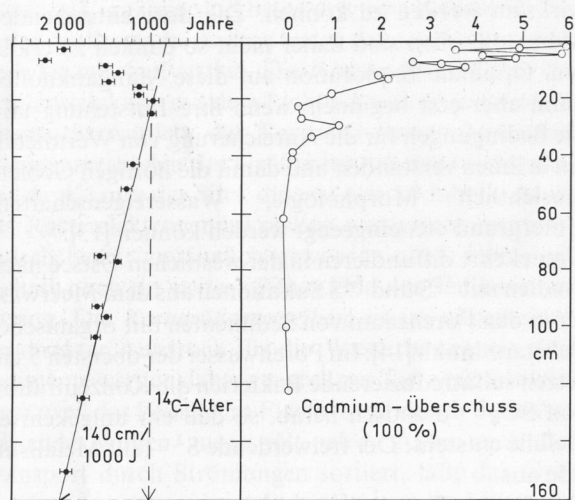


Fig. 8.  $^{14}\text{C}$ -Alter und Cadmiumgehalte in Sedimentkernen (rechts Sedimenttiefe) der Kieler Bucht. Die Cd-Konzentration ist auf die durchschnittliche Konzentration (0) unterhalb 33 cm Sedimenttiefe bezogen. 1 etc. bedeuten danach eine Zunahme um 100% etc. Nach [15]

### Biologische Wechselwirkung

Daß auf und in Felsböden andere Organismen leben als auf und in rolligen Sanden oder bindigen Weichböden, ist allgemein bekannt. Ihre Aktivitäten durch Aufwuchs oder durch Wühlen verändern den Meeresboden, nach dem Absterben auch durch ihre Hart- und Weichteile, wie in chemischer Hinsicht gezeigt worden ist. Wir wissen auch schon manches von der Verbreitung einzelner Arten, Gruppen und Faunengemeinschaften in Abhängigkeit von den Meerestiefen oder Klimazonen. Wieviel aber produziert wird und gar wieviel endgültig ins Sediment gelangt, ist erst in Ansätzen erforscht worden.

Die spektakulärsten Leistungen erbringen wohl die Pflanzen- und Tiergemeinschaften der *Korallenriffe*. Von der jährlich eingestrahelten Sonnenenergie sollen beispielsweise an Land rund  $3 \cdot 10^6 \text{ cal m}^{-2}$ , im Ozean  $0,7 \cdot 10^6 \text{ cal m}^{-2}$  durch Pflanzen fixiert werden [20].

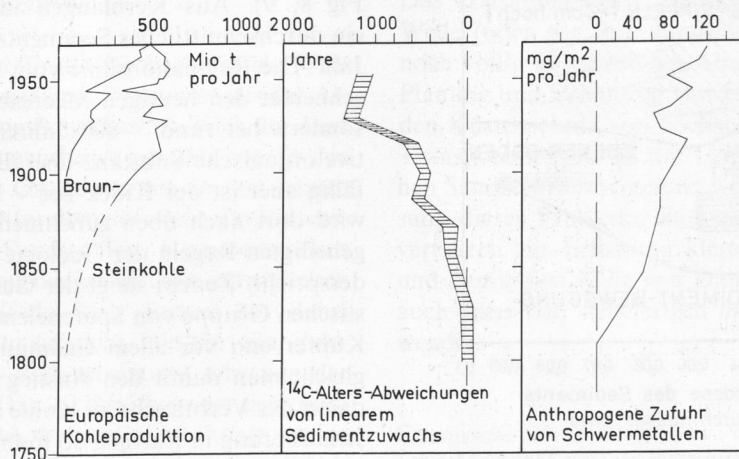


Fig. 9. Anthropogene Beeinflussung der jungen Sedimente in der Kieler Bucht. Durch die Industrialisierung in Westeuropa (Kohleproduktion, links) wurde den Sedimenten zunehmend mehr Kohlenstoff — im wesentlichen aus der Luft — zugeführt. Dieser ist nicht mehr radioaktiv, so daß das  $^{14}\text{C}$ -Alter verringert wird (Mitte). Die Kohle enthält Schwermetalle (hier erfaßt Zn, Pb, Cu, Cd), so daß deren Gehalt im Sediment ansteigt (rechts). Sedimentkerne der Fig. 8. Nach [15]



In den Korallenriffen steigt der Wert aber auf  $9,0 \cdot 10^6$ , was mit dem tropischen Regenwald vergleichbar ist ( $8,2 \cdot 10^6$ ). Die Korallenriffe produzieren jährlich bis mehr als  $10 \text{ kg Kalk/m}^2$  [21]. So bauten diese Organismen ganze Inseln samt deren Sockel auf, beim Eniwetok-Atoll mit einem Volumen von mehr als  $1000 \text{ km}^3$ , was den Bodensee 20mal ausfüllen würde. Die Korallenriffe können um rund  $1 \text{ cm/Jahr}$  hochwachsen, da sie zu mehr als der Hälfte aus Porenräumen bestehen. In ihnen wächst der Meeresboden rascher hoch als unter fast allen sonstigen Bedingungen (Fig. 11). Die Reste der abgesunkenen Planktonorganismen, die auf dem Meeresboden erhalten bleiben, spiegeln das *Hydroklima* der obersten wenigen 100 m der Wassersäule wider. Als Pionier hat Schott [22] dies als Hinweis auf die Veränderungen seit dem Ausklingen der letzten Eiszeit im Atlantik unter Verwendung von Foraminiferen (Globigerinen) aus „Meteor“-Material benützt. Gegenwärtig wird mit statistischen Methoden bei Berücksichtigung der Gesamtfaunen u. -flore und Ver-

wendung vieler Tiefseekerne aus allen Ozeanen das Bild durch die CLIMAP-Gruppe [23] der International Decade of Ocean Exploration wesentlich verfeinert.

Vor 18000 Jahren waren beispielsweise die Wintertemperaturen des Oberflächenwassers im Nordatlantik, außer im zentralen Teil zwischen Westafrika und der Karibischen See, teilweise drastisch herabgesetzt (Fig. 10b). Die Südgrenze für die Eisberge reichte im Osten bis auf die Höhe Marokkos. Dadurch wurde der subtropische Stromkreis mit dem Golf- und Kanarenstrom nach Süden zusammengedrängt — mit den bekannten Konsequenzen für das Landklima auch in Europa. Vor Westafrika scheinen sich dadurch nach Ergebnissen der Meteorfahrt 25/1971 auch die küstennahen Auftriebserscheinungen verlagert zu haben [24].

Gates verwendet derartige Daten zur numerischen Simulation des globalen Klimas und erstellt ein Modell für die atmosphärische Zirkulation des Sommers der Nordhemisphäre für die Zeit vor rund 18000 Jahren [23], der Beginn einer quantitativen Behandlung und des Aufdeckens von Gesetzmäßigkeiten der Klimaschwankungen der letzten Million Jahre und damit auch die Möglichkeit, in unsere eigene fernere Zukunft zu blicken. Die aus marinen Sedimenten abzuleitende Dynamik der Atmosphäre wird die erdwissenschaftlichen Diskussionen der nächsten Jahrzehnte genauso beherrschen wie heute die Evolution der Lithosphäre [25]. Bei den noch recht unsicheren Anfangs- und Randbedingungen für solche Modelle ist es indessen unbedingt nötig, ihre Ergebnisse am geologischen Befund zu überprüfen. Gerade bei solchen Problemen ist eine gute Rückkopplung zwischen numerischem Experiment und Beobachtung unerlässlich.

#### Meeresspiegel und Meeresboden

Nicht nur die Zirkulation in Atmosphäre und Hydrosphäre und damit die Sedimentation terrigener und biogener Partikel hat sich in der Erdgeschichte dauernd verändert und verändert sich noch heute, sondern auch die Tiefenlage des Meeresbodens selbst. Eine Fülle von geologisch wichtigen Sediment- und Organismen-, d.h. „Fazies“-Einheiten wird aber direkt oder indirekt von der Lage des Meeresspiegels gesteuert: Watt, Delta, Flachküste, Korallenriff. Wir selbst setzen uns seit der Sintflut damit auseinander und sorgen uns um die Deiche, um Venedig. Die dort dramatische, absolute und relative Absenkung des Untergrunds in den letzten Jahrzehnten ist aus Fig. 11 zu entnehmen. Einige allgemeinere Aspekte sollen genannt werden.

Regionale *Hebung* (Fig. 11) betrifft den Kamm der aktiven mittelozeanischen Rücken oder die im Pleistozän mit Eis bedeckten Gebiete, die über die heutigen Küsten weit hinausreichten. Auf dem Laurentischen Schild in Nordamerika lag die Last einer bis  $4 \text{ km}$  dicken Eisdecke mit einem Durchmesser von rund  $3600 \text{ km}$ . Die Entlastung durch deren Abschmelzen führte, wie auch in Grönland oder Skandinavien, mit

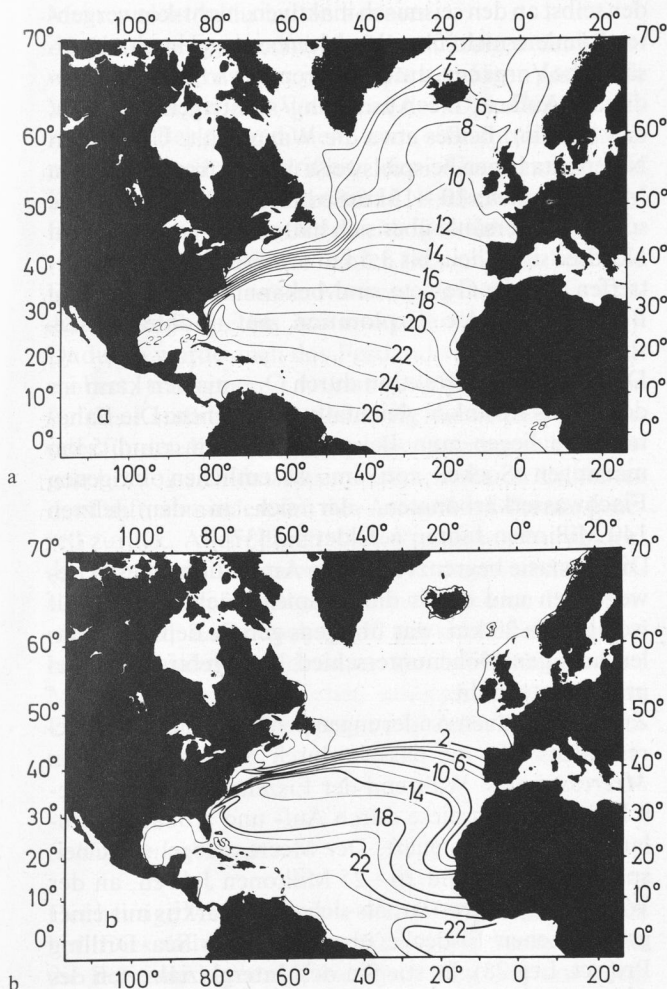


Fig. 10a u. b. Mittlere Wintertemperaturen des Oberflächenwassers im Nordatlantik ( $^{\circ}\text{C}$ ). (a) Zustand heute, nach direkten Messungen. (b) Zustand vor rund 17000 Jahren, nach Abschätzung der Paläotemperaturen aus fossilen planktonischen Foraminiferengemeinschaften aus etwa 90 Tiefsee-Kernen. Durch Absenkung des Meeresspiegels um  $100 - 120 \text{ m}$  lagen weite Teile des heutigen Schelfs trocken. Nach [23]

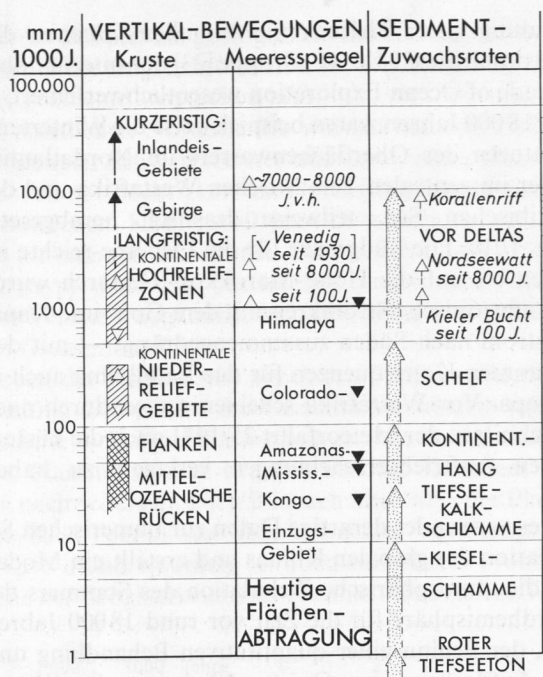


Fig. 11. Vertikalbewegungen, flächenhafte Abtragung, Sedimentzuwachs und Meeresspiegelschwankungen. Links: Die vertikalen Krustenbewegungen, die sich in den letzten  $10^3$ – $10^4$  Jahren (oben, Pfeile) und die sich in  $10^6$ – $10^7$  Jahren abgespielt haben (unten, Kästen). Werte nach [26–31]. Mitte: Der postglaziale Meeresspiegelanstieg nach [32] und der heutige flächenhafte Abtrag nach [33, 34]. Rechts: Der junge Zuwachs von wasserhaltigen Sedimenten nach [3, 35]. Vgl. zur Gesamtdarstellung Fischer [36], der für 1 mm/1 000 Jahre = 1 Bubnoff-Einheit (B) vorschlägt

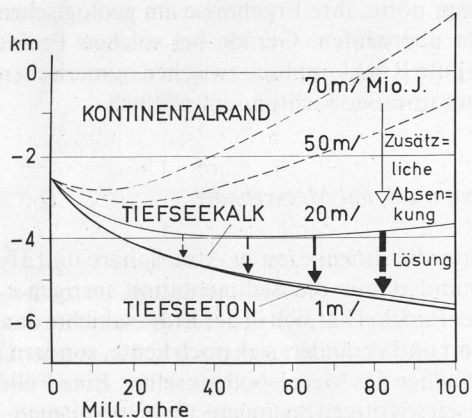


Fig. 12. Absenkung der alternden ozeanischen Kruste und Tiefsee-Sedimentation. Zusätzliche Absenkung am Kontinentalrand. Werte nach [30] und Fig. 11

zu den höchsten kurzfristigen Hebungsgeschwindigkeiten, die wir kennen. Diese Werte liegen höher als alle Raten flächenhafter Abtragung oder Sedimentation. Das isostatische Gleichgewicht ist also außerordentlich empfindlich, antwortet sofort auf Störungen und wird so schnell wieder hergestellt, daß Ab- und Auftrag zunächst nicht folgen können.

An den Flanken der mittelozeanischen Rücken (Fig. 12) sinkt, wie erwähnt, der Meeresboden zunächst schnell, dann langsamer und bis an die Ränder der Kontinente hin ein, bis wieder ein isostatisches Gleichgewicht erreicht wird. Der Hintergrund dieser

Prozesse ist noch wenig bekannt. Abkühlung und Verfestigung der Gesteinsschmelzen, Phasenumwandlung von Mineralen und damit Dichteänderungen, Fließvorgänge vor allem an der Grenze von Kruste und Mantel und auch darunter sollen daran beteiligt sein.

Umgekehrt höht der *Sedimentzuwachs* den Meeresboden auf, als Ausnahme sogar über den mittleren Meeresspiegel, so daß Wattflächen landfest werden können, Deltas sich ins Meer vorbauen. Die Sedimentzuwachsraten in Fig. 11 sind indessen in der geologischen Gegenwart höher als in den meisten früheren Abschnitten der Erdgeschichte. Das aus dem Tertiär vererbte Relief und die Vereisungen im Pleistozän bewirken derzeit eine gesteigerte Sedimentzufuhr zum Meer. Trotzdem liegen diese Raten in weiten ozeanischen Bereichen um eine Größenordnung unter den Absenkungswerten. Biogene Kalkschlämme können sie zwar erreichen, werden aber, wie oben erwähnt, in größeren Meerestiefen zunehmend gelöst. An den Kontinentalrändern nimmt die Zuwachsrate kräftig zu, vor allem vor Deltas. Trotzdem wächst dort der Tiefseeboden selbst an den seismisch inaktiven, nicht-konvergenten Rändern nicht über den Meeresspiegel hoch, da zusätzliche Vorgänge, unter anderem auch zusätzliche Sediment-Auflast, die Absenkung so steigern können, daß sich dort beides etwa die Waage hält. Unter dem Nigerdelta liegen beispielsweise über 11 km, unter dem Mississippi delta 10–15 km Sedimente, die niemals eine solche Wassersäule über sich hatten. Unter der flachen Nordsee sind allein bis 3,5 km tertiäre Schichten anzutreffen. Solche Gebiete sind bekanntlich gegenwärtig Brennpunkte der Exploration auf Kohlenwasserstoffe.

Die Karbonatproduktion durch Organismen kann indessen das Absinken gleichfalls ausgleichen. Die Bahamainseln liegen zum Beispiel auf einem rund 5 km mächtigen Sockel von im wesentlichen biogenen Flachwasserkarbonaten, der sich in den letzten 140 Millionen Jahren gebildet hat [37].

Die Isostasie begrenzt auch die Amplituden dieser Bewegungen und damit die Sedimentmächtigkeiten auf weniger als 20 km, was übrigens gerade dem maximalen heutigen Höhenunterschied Hochgebirge-Tiefseegräben entspricht.

Zu diesen aktiven Änderungen der Tiefenlage des Meeresbodens tritt die passive durch *Schwankungen des Meeresspiegels*. Während der Eiszeiten in der Erdgeschichte wurden diese durch Auf- und Abbau der Inlandeis Massen gesteuert. Der Meeresspiegel sank beispielsweise vor rund 20–25 Millionen Jahren, an der Wende Alt/Jungtertiär, als sich die Antarktis mit einer geschlossenen Eisdecke überzog (Deep Sea Drilling Project, Leg 28). Er stieg in den Interglazialzeiten des Pleistozäns jeweils wieder an, zuletzt mit jetzt gesicherten Unterbrechungen seit rund 17 000 Jahren. Für diese Phase kann auch versucht werden, Steig-Geschwindigkeiten anzugeben. Maximal mögen über 10 mm/Jahr erreicht worden sein (Fig. 11). Damit müßten in Randgebieten Korallenriffe abgestorben sein, die durch



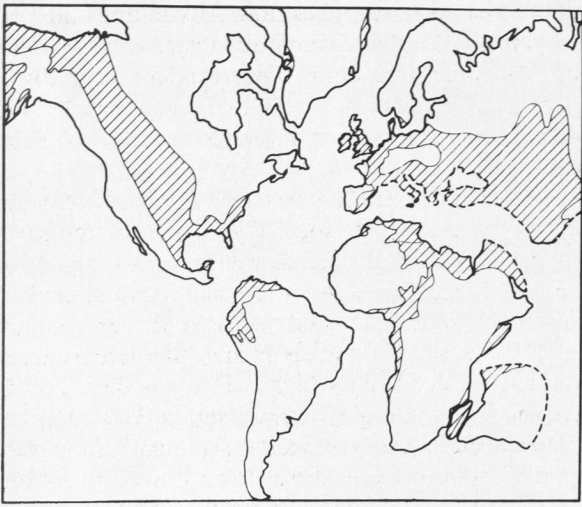


Fig. 13. Kontinente mit ihrer Flachmeerbedeckung um den Atlantik in der Oberkreide (Santon-Campan, – 70 bis – 85 Millionen Jahre). Weite Transgression. Nach [38]

Hochbau den Anschluß an die durchlichtete Zone des Meeres nicht mehr halten konnten.

Zu diesen exogen bedingten Schwankungen des Meerwasservolumens treten jedoch auch endogen gesteuerte Veränderungen des Volumens der Ozeanbecken. Es wird zum Beispiel reduziert, wenn sich durch beschleunigtes Auseinanderdriften des Untergrunds die Kämme der mittelozeanischen Rücken verbreitern. Dies soll u.a. in der Oberkreide geschehen sein, also vor rund 100 Millionen Jahren begonnen haben. Die Folge war ein weltweiter Meeresspiegelanstieg. Es wurden dafür Werte bis 320 m errechnet (Fig. 13, [38]). Dadurch wurde auch das Festland vom Meer weithin erobert, transgrediert – mit einer Fülle von Folgen für das Landklima, aber auch für die Sedimentzufuhr oder für den Kalkhaushalt in den Ozeanen selbst. Umgekehrt zog sich das Meer, vielleicht durch Erlahmen der Drift, zumindest um den Atlantik im Tertiär generell zurück. Allein durch diese Regression wurde dort das Klima kontinentaler. Transgressionen und Regressionen aber beeinflussten auch die Evolution der Organismen [39]. Es ist noch offen, wie sich Effekte glazial bedingter, Jahrtausende dauernder Schwankungen des Meeresspiegels von solchen unterscheiden, die vom Untergrund gesteuert werden und deshalb Jahrmillionen umfassen.

### Schlußbemerkungen

Der heutige Meeresboden lebt von unten und von oben her. Dies sollte vor allem verdeutlicht werden, wobei die Beispiele bevorzugt aus deutschen und vor allem Kieler Untersuchungen gewählt worden sind. Es ist nicht immer möglich, die komplexen Zusammenhänge so weit zu simplifizieren, daß alles sofort einsichtig wird. Das zeigt zumindest, daß sich auch die Probleme des Meeresbodens nicht einfach lösen lassen. Ihre Lösung verlangt zunächst, wie überall in der Na-

turwissenschaft, bessere und neue *Methoden*. Die sprunghaften Fortschritte der Meeresgeologie im letzten Jahrzehnt gehen primär auf solche Entwicklungen zurück: Probenentnahme-Geräte, Sedimentlote bis zu Bohrschiffen; Möglichkeiten für die Beobachtung des Meeresbodens – durch Taucher, Fotografie, Fernsehen, akustische Verfahren; geophysikalische Methoden zur Aufklärung des Untergrunds, etwa die revolutionäre kontinuierliche Reflexionsseismik. Man muß sie fast alle von Forschungsschiffen mit genauer Positionierung und Tiefenmessung einsetzen. Man sollte dabei jedoch noch viel mehr kontinuierliche Meßverfahren entwickeln, um die überall knappe Schiffszeit optimal auszunützen und Sedimentproben nur auf Schlüsselpositionen gewinnen zu müssen.

Eine generelle Zukunftsaufgabe, um den Meeresboden besser verstehen zu lernen, muß sein, immer mehr vom Qualitativen zum Quantitativen zu kommen. So selbstverständlich dies klingt, so schwierig ist es bei dem komplexen Gegenstand und den oft harten Meßbedingungen für Mensch und Gerät.

Es wurde zum Beispiel ausgeführt, daß manche für den Meeresboden *fundamentalen Prozesse* noch kaum verstanden werden: die Rolle der Wasserturbulenz, der Austausch von Stoffen im Meerwasser/Porenwasser, die Rolle der organischen Substanz bei Adsorptionsvorgängen, bei der Auflösung von Hartteilen oder gar bei der Erdölentstehung. Hier müßte auch in Deutschland erreicht werden, daß sich Physiker, Chemiker und Biologen diesen Fragen viel mehr als bisher zuwenden.

Die Erforschung des Meeresbodens bleibt trotzdem vornehmlich eine *regionale Aufgabe*. Bei den riesigen Räumen kann sie aber nach dem ersten Schritt, dem jetzt erarbeiteten groben Bild der Großformen, ihrer Sedimentbedeckung und ihres Untergrunds, nicht ohne Auswahl und Konzentration auf typische Bereiche präzisiert und damit erst bewältigt werden.

Die *erdgeschichtlichen Dimensionen* konnten nur da und dort anklingen. Es müssen also prinzipielle, methodische, regionale und zeitliche Lücken geschlossen werden. Das gegenwärtig mit oft weltanschaulichem Eifer vorgebrachte Für und Wider zu den Hypothesen des Auseinanderdriftens der Ozeanböden und der Plattentektonik ist nur auf einem Meeresboden als einer terra incognita möglich. Sie fordern auch heute noch zu Entdeckungen heraus, Entdeckungen zudem im Sinne Alexander von Humboldts, der am Tag seiner Abreise nach Südamerika, am 5. Juni 1799, in einem Brief schrieb: „Auf das *Zusammenwirken der Kräfte*, den Einfluß der unbelebten Schöpfung auf die belebte Tier- und Pflanzenwelt, auf diese Harmonie sollen stets meine Augen gerichtet sein“.

1. Bäcker, H., Richter, H.: Geol. Rdsch. 62, 697 (1973)
2. Heezen, B.C., Ewing, M., in: The Sea, Vol. 3, p. 388 (M.N. Hill, ed.). New York-London: Interscience 1963
3. Seibold, E.: Der Meeresboden. Berlin-Heidelberg-New York: Springer 1974
4. Wegener, A.: Peterm. Mitt. 1912, 185, 253, 305; Geol. Rdsch. 3, 276 (1912)

5. Ampferer, O.: Jb. Geol. R.A. Wien 56, 539 (1906)
6. Seibold, E.: Abh. Math. Nat. Wiss. Kl., Akad. Wiss. Lit. Mainz 1973, Nr. 2
7. Belousov, V.V., in: Structure et géomorphologie dynamiques des fonds marins, S. 199 (P. Muraour, Hrsg.). Paris: Masson 1973
8. Correns, C.W.: Wiss. Ergebn. dtsch. Atlant. Exped. Meteor 1925–1927 3, 3 (1937)
9. Seibold, E.: Geol. Rdsch. 60, 73 (1970)
10. Allen, J.R.L.: Earth Sci. Ser. 1 (1971)
11. Hartmann, M.: Meyniana 14, 3 (1964)
12. Varentsov, I.M.: Acta Mineralog.-Petrogr. Szeged 21 (1), 141 (1973)
13. Seibold, E.: Geol. Rdsch. 62, 641 (1973)
14. Hartmann, M., Nielsen, H.: ibid. 58, 621 (1969)
15. Erlenkeuser, H., Suess, E., Willkomm, H.: Geochim. Cosmochim. Acta 38, 823 (1974)
16. Lancelot, Y., Hathaway, J.C., Hollister, C.D.: Init. Repts. DSDP 11, 901 (1972)
17. Chave, K.E., Smith, S.V.: Proc. Symp. Hydrogeochem. Biogeochem. II. Washington, D.C.: Clarke 1973
18. Berger, W.H., Winterer, E.L.: Sedimentology (im Druck)
19. Berger, W.H.: Bull. Geol. Soc. Amer. 81, 1385 (1970)
20. Lieth, H.: Umschau 74, 169 (1974)
21. Chave, K.E., Smith, S.V., Roy, K.J.: Marine Geol. 12, 123 (1972)
22. Schott, W.: Wiss. Ergebn. dtsch. Atlant. Exped. Meteor 1925–1927 3, 43 (1935)
23. CLIMAP-Gruppe: Vorträge mit Abstracts American Geophysical Union, 8.4.1974, und Symposium Marine Plankton and Sediments, Kiel, 9. – 13.9.1974
24. Diester-Haass, L., Schrader, H.J., Thiede, J.: Meteor Forschg. Erg. C 16, 19 (1973)
25. Flint, R.F.: Quatern. Res. 4, 1 (1974)
26. Belousov, V.V., et al.: Geophys. Surv. 1, 245 (1974)
27. Gzovsky, M.V., Nikonov, A.A.: Tectonophysics 19, 1 (1973)
28. Menard, H.W.: EOS, Trans. Amer. Geophys. Union 54, 1244 (1973)
29. Schytt, V., et al.: Intern. Assn. Hydrol. Sci. Publ. 79, 207 (1967)
30. Sclater, J.G., Anderson, R.N., Bell, M.L.: J. Geophys. Res. 71, 7888 (1971)
31. Washburn, A.L., Stuiver, M.: Arctic 15, 66 (1962)
32. Möerner, N.A.: Palaeogeogr. Palaeoclimat. Palaeoecol. 9, 153 (1971)
33. Judson, S., Ritter, D.F.: J. Geophys. Res. 69, 3395 (1964)
34. Menard, H.W.: J. Geol. 69, 154 (1961)
35. Lisitzin, A.P.: Sedimentation in the Oceans. Moskau: Nauka 1974
36. Fischer, A.G.: Geol. Soc. Amer. Bull. 80, 549 (1969)
37. Dietz, R.S., Holden, J.C., Sproll, W.P.: ibid. 81, 1915 (1970)
38. Hays, J.D., Pitman III, W.C.: Nature 246, 18 (1973)
39. Valentine, J.W.: Evolutionary Paleocology of the Marine Biosphere. Wood Cliffs, N.J.: Prentice-Hall 1973

Eingegangen am 18. November 1974



5. Ampferer, O.: Jb. Geol. R.A. Wien 56, 539 (1906)
6. Seibold, E.: Abh. Math. Nat. Wiss. Kl., Akad. Wiss. Lit. Mainz 1973, Nr. 2
7. Belousov, V.V., in: Structure et géomorphologie dynamiques des fonds marins, S. 199 (P. Muraour, Hrsg.). Paris: Masson 1973
8. Correns, C.W.: Wiss. Ergebn. dtsch. Atlant. Exped. Meteor 1925–1927 3, 3 (1937)
9. Seibold, E.: Geol. Rdsch. 60, 73 (1970)
10. Allen, J.R.L.: Earth Sci. Ser. 1 (1971)
11. Hartmann, M.: Meyniana 14, 3 (1964)
12. Varentsov, I.M.: Acta Mineralog.-Petrogr. Szeged 21 (1), 141 (1973)
13. Seibold, E.: Geol. Rdsch. 62, 641 (1973)
14. Hartmann, M., Nielsen, H.: ibid. 58, 621 (1969)
15. Erlenkauer, H., Suess, E., Willkomm, H.: Geochim. Cosmochim. Acta 38, 823 (1974)
16. Lancelot, Y., Hathaway, J.C., Hollister, C.D.: Init. Repts. DSDP 11, 901 (1972)
17. Chave, K.E., Smith, S.V.: Proc. Symp. Hydrogeochem. Biogeochem. II. Washington, D.C.: Clarke 1973
18. Berger, W.H., Winterer, E.L.: Sedimentology (im Druck)
19. Berger, W.H.: Bull. Geol. Soc. Amer. 81, 1385 (1970)
20. Lieth, H.: Umschau 74, 169 (1974)
21. Chave, K.E., Smith, S.V., Roy, K.J.: Marine Geol. 12, 123 (1972)
22. Schott, W.: Wiss. Ergebn. dtsch. Atlant. Exped. Meteor 1925–1927 3, 43 (1935)
23. CLIMAP-Gruppe: Vorträge mit Abstracts American Geophysical Union, 8.4.1974, und Symposium Marine Plankton and Sediments, Kiel, 9. – 13.9.1974
24. Diester-Haass, L., Schrader, H.J., Thiede, J.: Meteor Forschg. Erg. C 16, 19 (1973)
25. Flint, R.F.: Quatern. Res. 4, 1 (1974)
26. Belousov, V.V., et al.: Geophys. Surv. 1, 245 (1974)
27. Gzovsky, M.V., Nikonov, A.A.: Tectonophysics 19, 1 (1973)
28. Menard, H.W.: EOS, Trans. Amer. Geophys. Union 54, 1244 (1973)
29. Schytt, V., et al.: Intern. Assn. Hydrol. Sci. Publ. 79, 207 (1967)
30. Sclater, J.G., Anderson, R.N., Bell, M.L.: J. Geophys. Res. 71, 7888 (1971)
31. Washburn, A.L., Stuiver, M.: Arctic 15, 66 (1962)
32. Mörner, N.A.: Palaeogeogr. Palaeoclimat. Palaeoecol. 9, 153 (1971)
33. Judson, S., Ritter, D.F.: J. Geophys. Res. 69, 3395 (1964)
34. Menard, H.W.: J. Geol. 69, 154 (1961)
35. Lisitzin, A.P.: Sedimentation in the Oceans. Moskau: Nauka 1974
36. Fischer, A.G.: Geol. Soc. Amer. Bull. 80, 549 (1969)
37. Dietz, R.S., Holden, J.C., Sproll, W.P.: ibid. 81, 1915 (1970)
38. Hays, J.D., Pitman III, W.C.: Nature 246, 18 (1973)
39. Valentine, J.W.: Evolutionary Paleocology of the Marine Biosphere. Wood Cliffs, N.J.: Prentice-Hall 1973

Eingegangen am 18. November 1974